



TITLE:

芦生演習林内の急峻地帯における 小流域の流出特性

AUTHOR(S):

中島, 皇; 福鳶, 義宏; 大島, 誠一

CITATION:

中島, 皇 ...[et al]. 芦生演習林内の急峻地帯における小流域の流出特性.
京都大学農学部演習林報告 1992, 64: 75-87

ISSUE DATE:

1992-12-21

URL:

<http://hdl.handle.net/2433/192025>

RIGHT:

芦生演習林内の急峻地帯における小流域の流出特性

中島 皇・福嶋 義宏・大島 誠一

Characteristics of Streamflow at a Small Watershed in
Steep Slope Area of Kyoto University Forest in Ashiu

Tadashi NAKASHIMA, Yoshihiro FUKUSHIMA and Sei-ichi OOHATA

要 旨

京都大学芦生演習林の気象・水文を把握するために、演習林全体を含むおよそ5000haの由良川源流域において調査用施設を配置し、観測を開始した。由良川支流の内杉川（第5林班）に設定された幽仙谷試験流域は芦生演習林の中でも高原部と河谷部をつなぐ急斜面に位置し、流域面積は7.95ha、地質は丹波帯の中生層で頁岩を主体としてチャート、砂岩を含んでいる。植生はスギと広葉樹（ブナ、ウラジロガシ）が混交し、標高は490～740mでほぼ南向きの流域であり、芦生の比較的標高の低い地域を代表する天然林の一つである。今回はこの流域の1991年の水文観測結果を報告する。まず、芦生における気温、日射量の観測結果から水循環モデルの中の蒸発散量の推定に、Hamon式が適用可能なことを示した。また、無雪期のハイドログラフにおいて水循環モデルの流域定数を決定することにより、他の中・古生層の流域及び花崗岩流域との比較をおこない、中・古生層の流域および本流域の流域特性について検討を加えた。次に、積雪期においては積雪・融雪総合化モデルによってハイドログラフの再現を試み、気温のみに注目する方法や熱収支法による結果を示し、今後の問題点を指摘した。

は じ め に

森林の成立している山地源流域は「生物資源」の、或は水系を通して下流に運ばれる「水」や「水に運ばれる物質」の生産の場として、適切な管理が期待されている。由良川の源流域に約4200haの面積を持つ京都大学芦生演習林では設定以来70年を経過するが、これまで森林の生長に関する研究は数多く報告されているが、森林と水との相互作用についての調査はほとんどなく、僅かに福嶋ら¹⁾の報告があるのみである。一方、水資源に対して有効な森林管理の方法を明らかにすることは森林や林業の研究にとって重要な研究課題になる。さらに、環境問題が叫ばれている現在においてはその重要性がますます高くなってきている。これらの社会的な要求に答えるためにも森林の存在が山地流域の雨水流出、水収支および水質にどのような影響を与えているかを解明しようとする試みが必要である。

そこで、東西約6km、南北約7kmの芦生演習林が位置する地域全体の森林の気象・水文環境を理解することを目的として以下のような調査・観測体制を構築した。すなわち、芦生演習林では事務所構内の露場（355m）において気象観測が行われており、それよりおよそ300m標高の高い長治谷作業所（640m）においても構内に準ずる形で気象観測が行われている。この2地点を気

象観測のベースとして、標高別の降雨量・気温観測点を設けて無雪期に観測をする。積雪期の水量を見積るためにおよそ30点の最大積雪深計を林道沿いに配置する。比較的標高の高い部分に位置する由良川最上流部にあたる上谷・下谷の両流域でそれぞれ流量を観測し、また由良川の本流域の流量を観測するために事務所構内の由良川橋にも水位計を設置する。このような全体構想のうち、今回報告する5林班の幽仙谷試験流域は芦生演習林の河谷地帯と準平原状の高原をつなぐ急峻な斜面に位置する小流域を代表するものとして位置づけている。観測を始めてからまだ1年が経過したのみで、水文観測の期間としては十分とは言えないが、今回は流域の概況と水循環モデルを適用して得られた流出特性についての検討結果を報告する。

1. 試験流域の概要

1) 位置・地質

幽仙谷試験地は北緯 $35^{\circ}19'$ 、東経 $135^{\circ}43'$ 、京都市のおよそ30km北に位置する京都大学芦生演習林内の由良川源流の一支流内杉川流域に属している（図-1）。日本海から約15kmほどしか離れておらず、冬期は北西の季節風により1～2mの積雪がある。地質は中・古生層の丹波帯に属し、基岩は中生代の頁岩を主体として、チャートや砂岩を含んでいる。

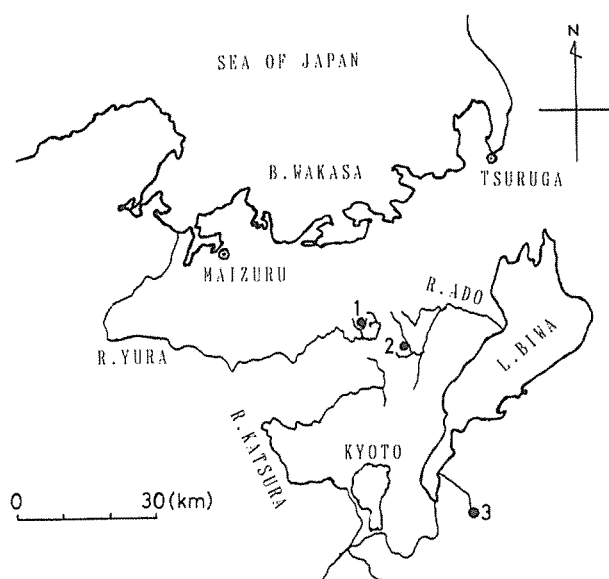


図1 位置図
Location map
1:Yusendani
2:Yanagatani
3:Kiryu



図2 流域地形図
Map of the Yusendani
experimental watershed

2) 地形

試験流域の流域面積は7.95haである。流域地形図、流域諸元をそれぞれ図-2、表-1に示す。流域内の最高点は740m、最低点は490mである。5千分の1の地形図より読み取った高度別面積分布は図-3のようになり、斜面方位は河道の主流方向がほぼ真南に近いので、南西から南東向きの

斜面が卓越している。斜面の平均傾斜は 35.2° とかなり急峻である。

3) 植生

試験流域全体は、大正10年に京都大学が地上権を設定して以来、手を入れていない森林である。それ以前の明治30年から大正3年までの間に、鉄道の枕木用材としてクリの伐採が行われたとされ、現在もそれらの伐根が残っている。内杉谷には炭窯跡もあり、この付近で製炭が行われたと推測されるが、当流域内でどの程度の材が利用されたかは定かでない。地上権設定以来、すでに70年以上が経過し、当時のクリの伐根から萌芽した枝が成長して、林冠を形成するまでになっている。過去に伐採された特定の種が減少している点を除くと、現在の森林は人為の影響がほとんど回復し、ほぼ原生林と見なしでもよい森林である。吉良²³⁾の温量指数による森林帯区分によれば、WI, 85が冷温帯と暖温帯の境界としている。芦生演習林事務所での気象観測値から気温の低減率を $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ によって換算すると境界面は標高約470m付近にあるので、流域全体は冷温帯に含まれることになる。堤ら⁴⁾はウラジロガシの分布の上限から、芦生での暖温帯と冷温帯の境界を標高600mとしている。この提案によれば、両者の境界は、この流域のほぼ中央の高さに相当する。

日本海側の冷温帯下部のブナ林は太平洋側のブナ林とは次の点で異なる。第一は日本海側のブナ林では天然生のスギを伴い、また、第二の点は日本海側のブナ林では、積雪の影響により、分布下限が太平洋側の温度分布より低いことである。当流域では、ブナ林に天然生のスギを含み、さらにブナの下限はイヌブナ帯（標高600-650m付近）より低く、約350mまで降下して、日本海側のブナ林の特徴がよく現れている。

和田ら⁵⁾によって、航空写真をもとに作成された芦生演習林全体の林相図から、当流域のそれを拡大して示すと図-4になり、流域内の森林は3林分に分けられる。尾根筋の混交林はスギが多く50-80%を占め、密度の高い針広混交の複相林 (I) からなるとされる。この森林の上層木の平均樹高は15m以上である。筆者らの調査によれば、この混交林内の低木種は地形によって異なり、傾斜が緩い東の尾根には密なエゾユズリハの群落が発達し、西側の尾根は密なチシマザサ群落によって占められている。急傾斜の尾根には低木層の発達が悪く、ツルシキミ、コシアブラ、ヒサカキ、アセビ、ウスギヨウラクなどが粗に出現する程度である。

斜面中部は天然スギが少なく、20-50%程度に減少して混交する針広混交林 (II) からなり、こ

表1 地形特性値
Geographical factors

	Yusen	Yanagatani	
		CA1	CA2
latitude	35° 19'N	35° 17'N	
longitude	135° 43'E	135° 50'E	
basin area (ha)	7.95	70.0	4.06
altitude (m)	490 - 740	360 - 815	450 - 700
direction	S	NE	NNW
mean slope angle	35.2°	33.2°	38.3°

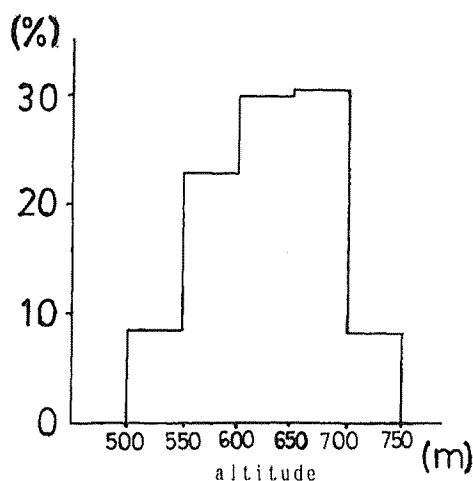


図3 高度別面積分布
Distribution of area in altitude

の森林内に、数は少ないが明かなイヌブナ帯が認められる。この森林の上木はスギ、ブナ、コハウチワ、ウラジログシ、イヌブナなどからなり、上層木の平均樹高は20mを越える。この斜面では下層植生の発達が悪く、特に低木層が貧弱で、ヒサカキ、コアジサイ、アセビなどが粗に出現する。

斜面の中部から下部の森林では天然スギが20%以下の広葉樹の多い混交林（Ⅲ）となる。上層木の構成種としてはウラジログシ、ミズナラ、コハウチワ、ミズキ、アカシデなどが出現する。この林内でも林床植生の発達が悪くヤマアジサイ、クロモジ、ナガバモミジイチゴ、コアジサイなどが粗に分布する程度である。

流域内の小河川の勾配が急であるために流路には基岩が露出している。このため、谷筋に湿地が形成されず、溪畔林は発達していない。流域下部に湿性条件を象徴するカツラの太径木が一個体出現するのみで、トチノキ、サワグルミなどは見あたらない。

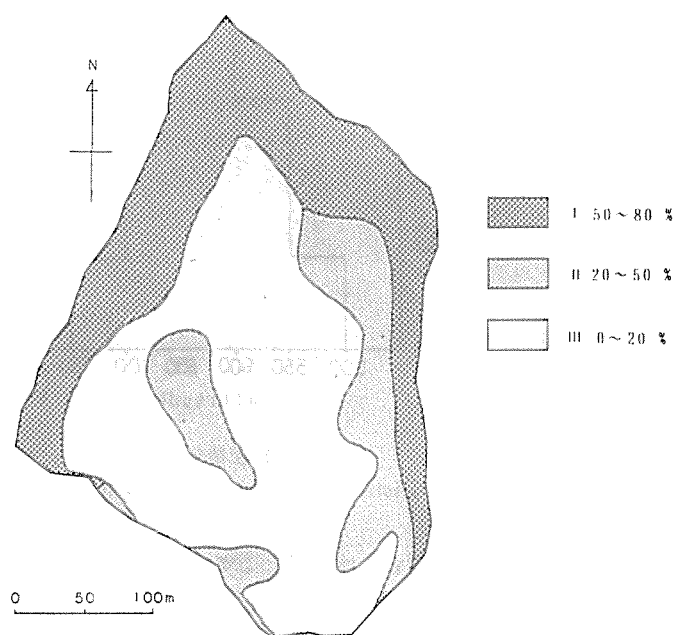


図4 林相図

Forest type map

Map of three types divided by ratios of spontaneous Japanese cedar (*Cryptomeria japonica*) (Wada et. al, 1991).

この流域の森林では、一般的に斜面の低木層が少ないことが特徴のひとつであった。平な尾根はスギの密度が高く、結果として林床が暗い。このような林床にはエゾユズリハやチシマザサが密生するが、上木に広葉樹の構成比率が大きい斜面では、林床まで光が透過して明るい。にもかかわらず、斜面に低木植生が貧弱である。他方、斜面でも岩が露出した場所には、低木が多く生育する。このような林床植生の生育状態は、冬季の積雪の影響によるものと考えられる。傾斜が急な斜面で、堆積した雪が移動する場所では、低木が生育できない条件があると思われる。

2. 観測方法

1) 気温、日射量、積雪量の観測

試験流域の気象状況は、堰の下流50mの幽仙橋の土場で降水量、気温、積雪深を記録している。日射量については試験流域の南南西約2.5kmの事務所構内の露場で観測した。また、演習林の気象観測は事務所構内の露場において、気温・湿度・気圧・降水量・積雪深の5項目について日記

記録されている。ここでは雨量計は電気ヒーターを備えた融雪型のものを、積雪深計は超音波式のものをを用いている。

2) 水位の観測及び水位流量関係式

岩盤が河床に露出して小さな滝状になった場所に水深90cmの90°三角ノッチを持つコンクリート製の量水堰を設置した。水位はフロート式水位計により自記されており、一週間に一回程度行われる定期観測時にポイントゲージ測定により水位記録値の検定がなされている。流出量算定に用いられる水位流量関係式は、三角堰の流量公式である沼知式である。

3. 観測結果及び解析方法

1) 1991年の結果について

幽仙橋土場の気象観測点における降水量と量水堰における流出量の測定結果を図5に示した。

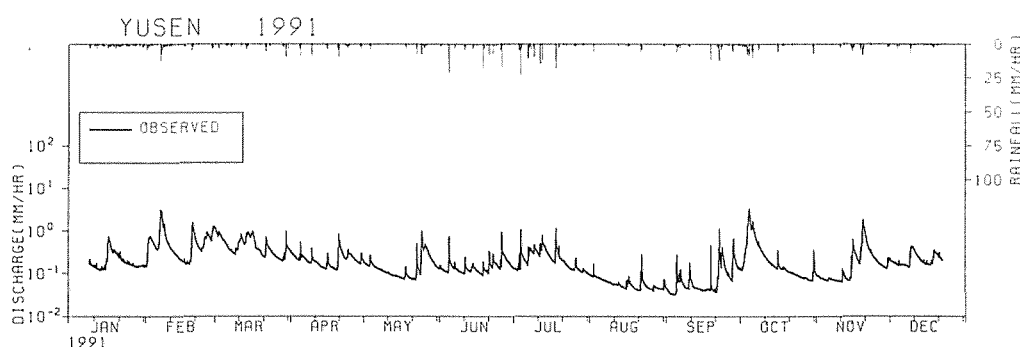


図5 1991年の観測結果
Hourly hydrograph in 1991

降水量については冬期間はヒーター付き雨量計のある事務所構内の露場の値を用いた。1月10日から12月31までのほぼ一年間のデータが欠測なく示されている。このうち梅雨期の最大降雨強度は7月12日の23.0mm/hr、その時のピークの流出量1.2mm/hr程度であり、降雨に対しての応答が早い。また、最大の流量は台風と秋雨前線によるもので10月13日の3.6mm/hrである。2月下旬から3月下旬にかけての融雪期についてはハイドログラフはゆるやかに変化している。この量水堰へは冬期間もほぼ1週間に1度の割合でチェックに行ったが堰の整水池が結氷していることはなかった。

これらの測定値から、幽仙谷の年水収支を推定すると年損失量がおおよそ500mmとなっており、滋賀県南部田上山地の桐生、川向の両試験地で求められた流域水収支⁶⁾では年損失量770~890mm、湖東の竜王山試験地のNO.1、NO.2で求められた年損失量⁷⁾580~690mm、幽仙谷試験地の東南東約15kmの安曇川水系に位置する梁ヶ谷試験地で求められた年損失量⁸⁾約600mmなどより少ない値となっている。次に蒸発散量の推定および融雪の熱収支計算の重要な要素となる、日射量の実測値と計算値(晴天日の日射量)を図-6に示す。この計算値⁹⁾は太陽高度から大気の日射透過率を0.7として、幾何学的に求められたものである。芦生の事務所構内の露場における日射量の実測値は計算値と比較すると1~3月と10~12月は30~50%、4~9月では梅雨期に50%程度に下がるが50~60%である。

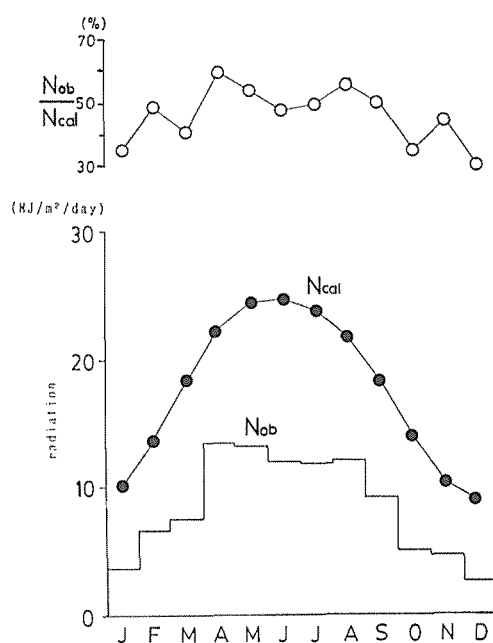
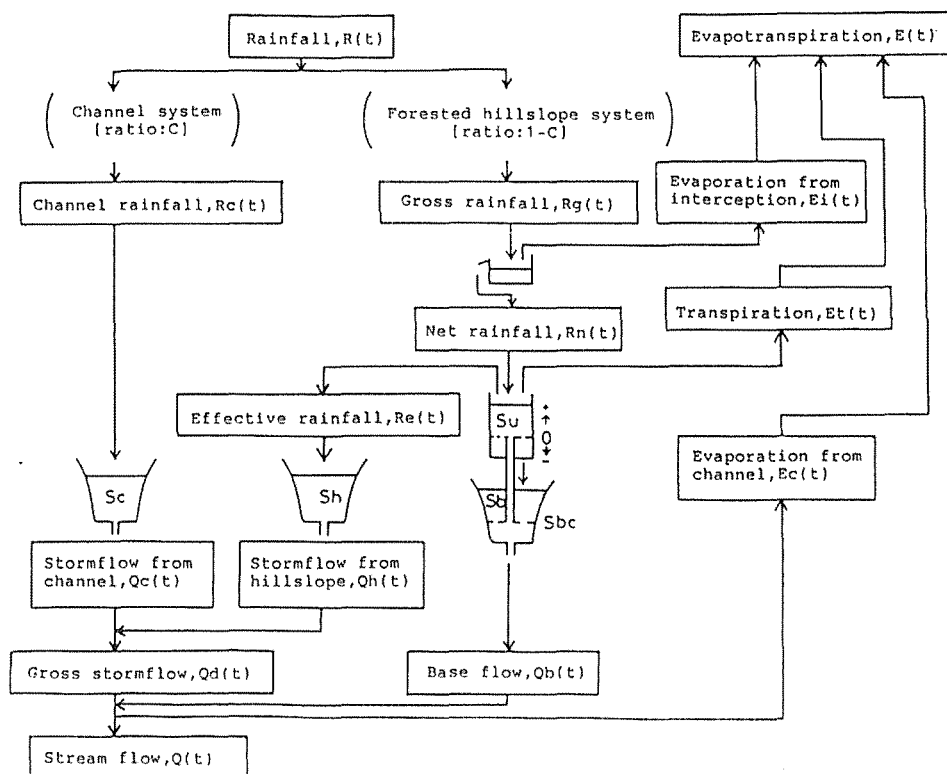


図6 日射量の実測値と計算値

Observed and calculated values of radiation

2) 水循環モデル

図-7に水循環モデルの概念図を示す。このモデルについてはすでに論文⁽⁸⁾⁽¹⁰⁾に発表され、説明が詳細に述べられているので省略するが、ここではパラメーターについて簡単な説明をしておく。不浸透部分の比率はパラメーターCで表される。また、斜面部分からの直接流出成分はパラメーター D_{50} , D_{16} で表現される。すなわち、 D_{50} , D_{16} は流域表層土層のそれぞれ50%, 16%が飽和に達する有効土層深である。雨水の運動に関するパラメーターとしては K_c , K_h , K_u があり、この順に早い成分から遅い成分を意味する。さらに、基底流出の運動パラメーターとして K_b がある。これまでの解析より、 D_{50} , D_{16} , K_b は母岩や土壌の性質に基づくパラメーターであると考えられる。また、 K_c , K_h , K_u は斜面の長さや勾配に関するパラメーターであると考えられる。

図7 水循環モデルの概念図
Concept of HYCYMODEL

3) 蒸発散各成分の推定法

蒸発散量の与え方は桐生流域に準ずるものとした。すなわち福嶋¹¹⁾のように、 $E_i(t)$ については時間単位では枝葉による初期遮断貯留量1.44mm, 幹の初期遮断貯留量0.53mm, 貯留成分が残っている間は $E_i(t) = 0.1618\text{mm/h}$ の遮断蒸発が発生する。ただし, ポテンシャル蒸散の月分布値 $E_{tp}(I)$ については, 芦生の気象要素のうち月平均気温の分布から, ポテンシャル蒸散の月分布値を算出する方法としてはより一般的なHamon式¹²⁾を適用することにした。

すなわち, Hamon式は

$$E_p = 0.14 \cdot D_o^2 \cdot P_t$$

ここに, D_o :1日の可照時間を12時間で除した量

P_t :日平均気温に対する飽和絶対湿度 (gm/m^3)

である。これに係数Aを乗じた次式によって $E_{tp}(I)$ を推定した。

$$E_{tp}(I) = A \cdot 0.14 \cdot D_o^2 \cdot P_t$$

桐生流域で適用された $E_{tp}(I)$ とHamon式による $E_{tp}(I)$ を比較したものが図-8に示されている。Hamon式で算出した $E_{tp}(I)$ は桐生流域で適用されたものよりも位相が一月ほど早い傾向にある。

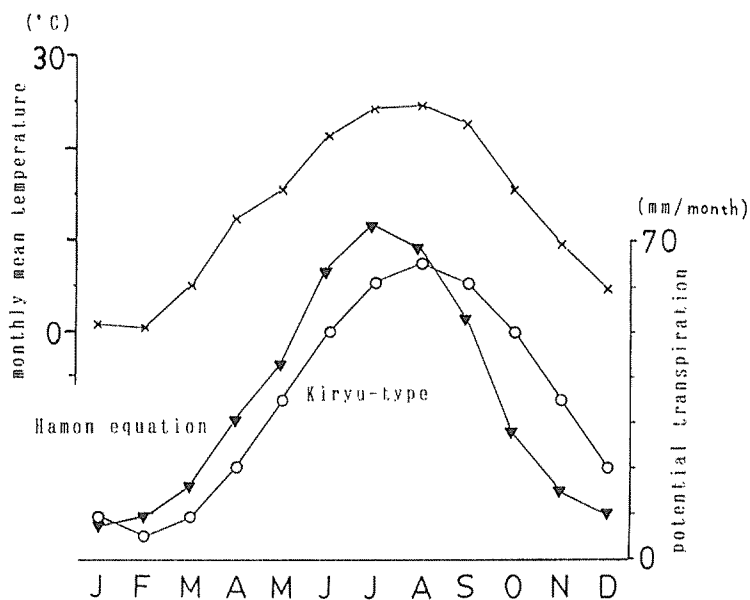


図8 ポテンシャル蒸散の月分布値(Hamon式・桐生型), 月平均気温
Monthly values of potential transpiration
(by Hamon equation and by Kiryu-type),
monthly mean temperature

4) 誤差評価

誤差評価は次の二式による。

$$F1 = \frac{1}{N} \sum \frac{|Q_{ob}(t) - Q_{ca}(t)|}{Q_{ob}(t)}$$

$$F2 = \frac{\sum Q_{ob}(t) - \sum Q_{ca}(t)}{\sum Q_{ob}(t)}$$

ここに、 $Q_{ob}(t)$: 観測流量, $Q_{ca}(t)$: 計算流量, N : 観測データ個数
 $F1$: 相対誤差, $F2$: 水収支誤差

3. 解析の結果

1) 無雪期のハイドログラフ

1991年の観測結果に上述の水循環モデルを適用してみる。まず、無雪期である4月25日から10月20日までの時間単位の適用結果を図-9に示す。表-2は決定された幽仙谷流域の流出定数である。この表には比較のために梁ヶ谷流域、桐生流域の定数値も掲げてある。誤差評価は $F1=0.1436$, $F2=0.0267$ と大変良好な結果が得られている。

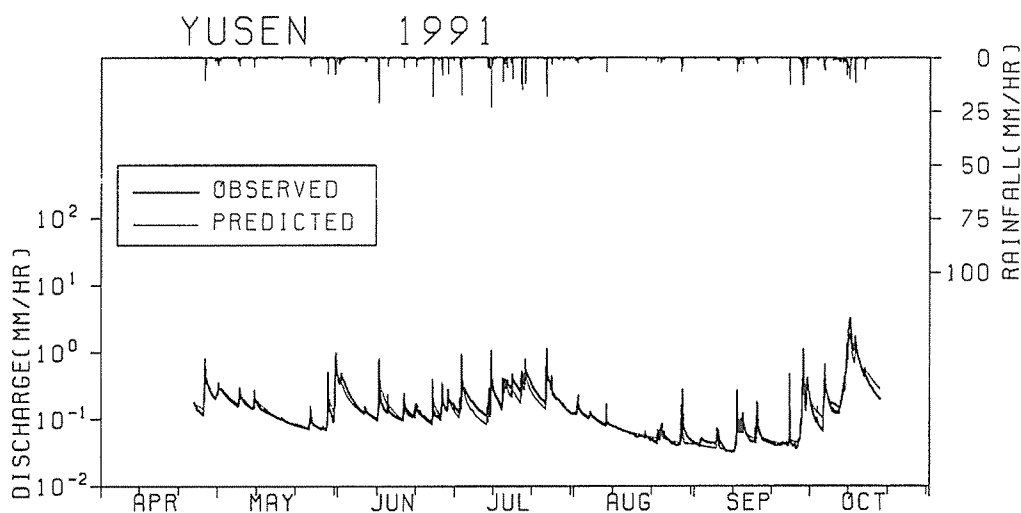


図9 無雪期の適用結果(時間単位)
 Predicted hydrographs by HYCYMODEL(hourly)

2) 流域定数の比較

ここで、各流域の植生の状態を簡単に述べておく。梁ヶ谷流域の本流流域CA1は40年生の落葉広葉樹の二次林であり、内部流域CA2はおよそ10年前に皆伐された跡地で自然回復過程にある。また桐生流域は植栽された70年生のスギ・ヒノキ林である。同定された幽仙谷の流域定数を他の流域の定数値と比較してみる。まず、直接流出を主に規定する C , D_{50} と D_{10} についてみる。 $C=0.03$ は梁ヶ谷流域の本流流域CA1や桐生流域の0.035と内部流域CA2の0.025の中間の値であり、それほど大きな違いではない。むしろ、直接流出量を主に定める D_{50} が桐生やCA2の2倍も大きな値を示し、CA1と同一であり、 D_{10} が桐生とCA2と同じである点が注目される。これは、小降雨に対しての直接流出量は桐生やCA2の流域と類似の量を発生させるが、大降雨になるとむしろ、CA1流域に類似して直接流出量の増加率が低下するという傾向を意味する。すなわち、幽仙谷は傾斜は急ではあるが雨水の保持性はかなり高いと判断される。一方、基底流出の運動を支配する

Kbは、同じ中・古生層の堆積岩地帯である梁ヶ谷流域と同一で、風化花崗岩地帯の代表である桐生よりは小さいことが注目される。斜面直接流出の運動パラメーターKhや斜面内の土壌水分の再配分を定めるKuはそれぞれ、桐生と梁ヶ谷の中間となる値が同定されたが、この解釈については今後の課題である。

3) 融雪期のハイドログラフ

無雪期において同定した流域定数を用いて融雪期のハイドログラフのシミュレートを試みた。適用したモデルは福嶋ら¹³⁾が上述の水循環モデルに降雪・融雪サブモデルを加えたもので、冬型天気で降水量の割増しがなされる判断気温Twと気温低減率 δ が変数となった積雪・融雪総合化モデルである。そのフローチャートを図-10に示す。

モデルを簡単に説明すると、初期

条件としての積雪水量はSw=0で積雪密度はSd=0.1とする。冬型天気かどうかの判断気温をTwとおき、気温がTwより低ければ、次式によって割増しされた降水量が求められる。

$$Ph(t) = Pbh(t) (1 + \alpha \Delta H)$$

ここに、Ph(t):高度差 ΔH (m) の地点降水量

Pbh(t):基準点の降水量, α :降水割増率

δ は等価気温低減率であり、一般には0.55°C/100mである。融雪量は次式によって気温から算出されるが、この場合の気温は日射量や顕熱項を含んだ等価気温である。

$$Sm = CA \cdot (T - Tc)^{CB}$$

ここに、Tc:融雪限界気温 (°C), CA, CBは係数

なお、 $T > 0^\circ\text{C}$ でかつ降水が降雨の場合には降雨による融雪が発生する。雪・雨の判断気温はTyとして、 $T > Ty$ で雨とする。

以上の条件から任意地点における地表到達水量Rnh(t)が得られる。また、積雪密度の変化は $\gamma = 0.8$ として

$$D(t) = 0.5 - \{0.5 - D(t-1)\} \cdot \gamma$$

で求まる。新雪がある場合には新雪の密度を0.1として、まず新雪積雪深を算定し、その日の平均密度Sdは積雪水量Swを積雪深Sh(t)で割ることによって得られる。流出量を求める上では積雪の密度変化は必要としないが、積雪深観測結果との検証をする上で、この密度変化式が必要になる。

このモデルを使って、まず気温のみに注目してシミュレートを試みた。降水の割増率 α は梁ヶ谷の値0.001を用いた。CA, CB, Tcは芦生、梁ヶ谷の値としてそれぞれ0.005, 3.6, -5 (°C)

表2 決定された流域定数

	Runoff constants obtained by HYCYMODEL			
	Yusen	Yanagatani		Kiryu
		CA1	CA2	
C	0.03	0.035	0.025	0.035
D ₅₀ (mm)	100	100	50	50
D ₁₆ (mm)	10	20	10	10
K _c (mm $\frac{2}{5}$ hr $\frac{5}{3}$)	2	2	2	2
K _h (mm $\frac{2}{5}$ hr $\frac{3}{5}$)	15	30	30	10
K _u (hr)	12.5	10	10	21.7
K _b (mm $\frac{9}{10}$ hr $\frac{1}{10}$)	687	687	687	808
A	17	-	-	-

C : area ratio of channel system

D_{16,50} : effective depth of the top soil which the runoff ratio of storm flow from a forested hillslope system equals to 16% and 50%, respectively (mm)

K_c : parameter of storage function at a channel system

K_h : parameter of storage function for storm flow at a forested hillslope system

K_u : parameter of storage function for the top soil

K_b : parameter of storage function related to base flow, respectively

A : coefficient number

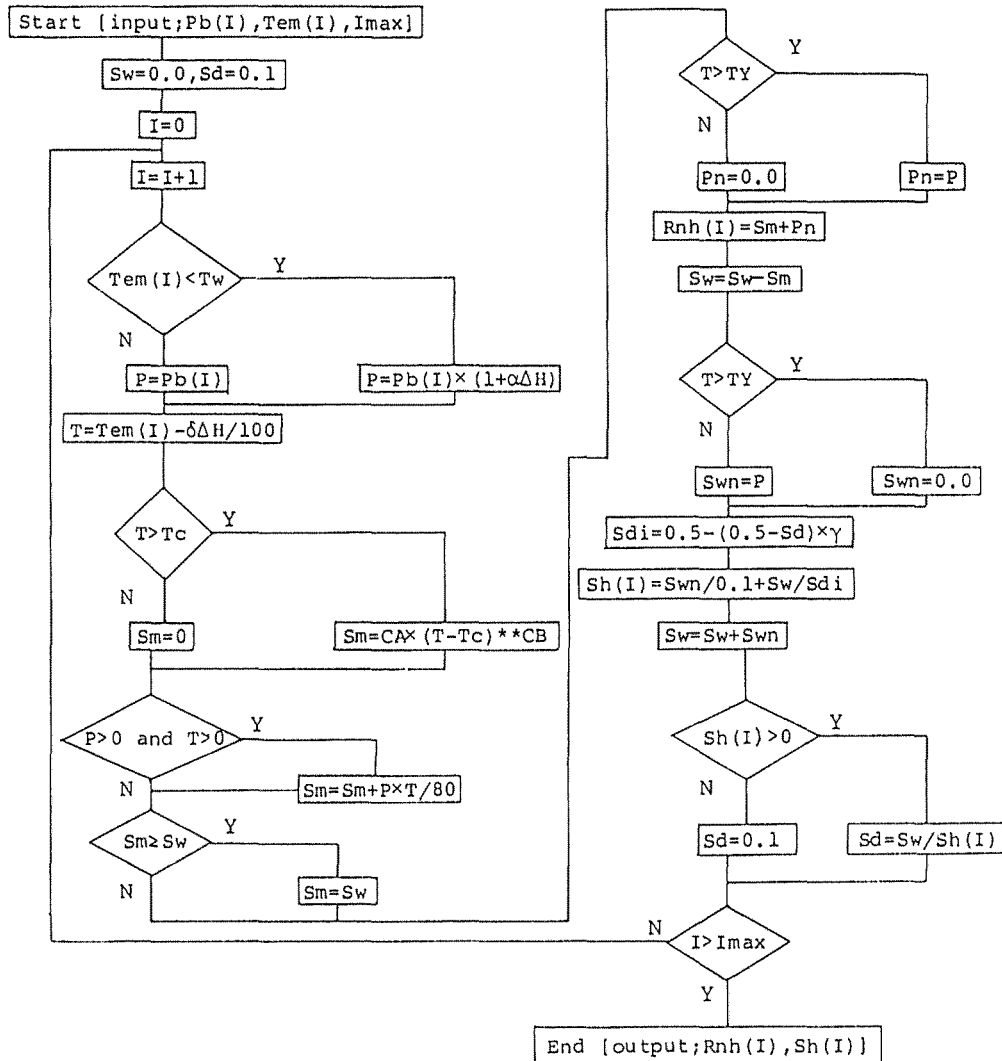


図10 積雪・融雪総合化モデルのフローチャート

Flow chart on calculation of the snow depth and snowmelt model

とした¹⁰⁾。冬型天気の判断気温 $T_w = 2.0^\circ\text{C}$ 、雨・雪判断気温 $T_y = 2.0^\circ\text{C}$ で、気温低減率 δ が 0.55, 0.0 の場合が図-11 (11-1, 11-2) に示されている。 δ は物理的には 0.55 に近い値になるはずであるが、結果的に小さいほど適合度が良かった。この原因としては日射が融雪に大きく影響する要因として関係した可能性が大きい。しかしながら、図中の積雪深の変化は事務所構内のものであるが、気温のみのシミュレートでもかなり良好に再現されている。

次に、観測された日射量から熱収支法により予測を試みた。

積雪面上の熱収支式は

$$S_m = R_a + H + E$$

ここに、 R_a :純放射量、 H :顕熱量、 E :潜熱量

$$R_a = Q_s (1 - m) + \Delta Q_l$$

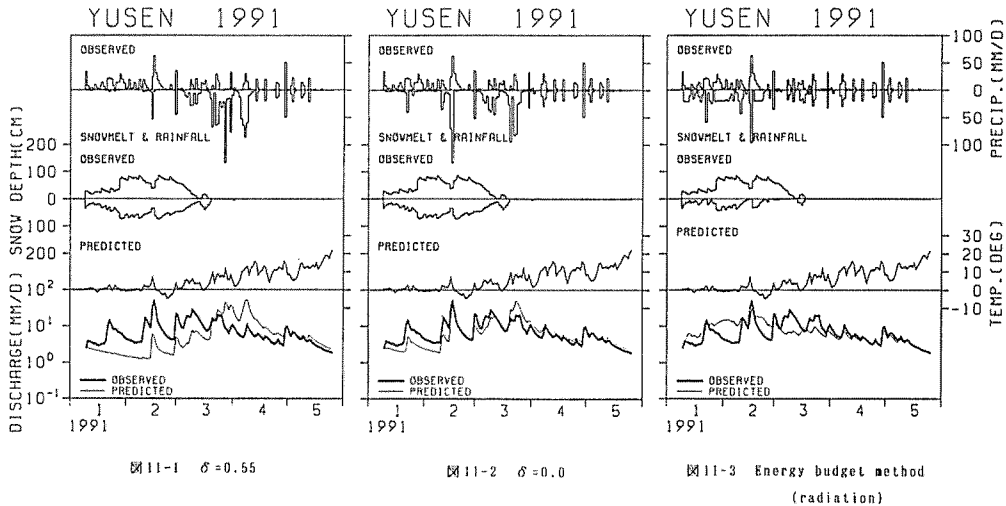


図11 積雪期の適用結果(日単位)
Predicted snow depths and hydrographs(daily)
δ:気温低減率(reduction rate of temperature)

ここに、 Q_s :短波放射量, m :反射率(アルベド), ΔQ_l :長波放射の収支量
積雪期間は E は他の項に比べて小さく無視できる。 ΔQ_l はその正確な推定が難しいが、比較的小さいと考えられるので無視する。従って Q_s , m , H を求めれば S_m が得られる。

顕熱量 H は

$$H = C_p \cdot \rho \cdot Ch \cdot U \cdot (T - T_s)$$

ここに、 C_p :空気定圧比熱 (1.01J/g/°C), ρ :空気密度 (1.246kg/m³; 10°C)

Ch :バルク係数 (=0.002; 近藤¹⁵⁾による値)

U :平均風速 (m/sec), T :気温 (°C), T_s :雪面温度 (°C)

いま、 $U=3$ m/sec, $T_s=0$ °Cとおき、融解潜熱を80cal/g/°Cとして、 H/T をmm/day/°Cの単位で求めると $H/T=1.9$ となった。通常使われるデグリー・デイ係数と同じ次元である。また雪面のアルベドを0.6とすれば、上述の3式から

$$S_m = 1.9T + 1.2Q_s$$

と簡化される。 S_m , Q_s の単位はそれぞれmm/day, MJ/m²/dayである。

この場合前述のフローチャートの S_m の計算式を置き換えるだけでよい。また流出モデルへの入力となる地表到達水量 $R_n(t)$ は各高度別の $R_{nh}(t)$ を面積の重みをつけて平均化した値である。

このモデルによってシミュレートした結果(図11-3)は1・2月に多量に融雪が進む結果になったが、流出のピークは一致する傾向にあり、個々の要素を決定論的に決めたところに問題があると思われる、今後検討する必要がある。

ま と め

本研究の成果をまとめると以下のようになる。

- 1) 芦生における気温、日射量の観測結果から水循環モデルの中の蒸発散量の推定に、Hamon式が適用可能なことを示した。また、無雪期のハイドログラフにおいて水循環モデルの流域定数を決定することにより、他の中・古生層の流域及び花崗岩流域との比較をおこない、中・古生層の流域および本流域の流域特性について検討を加えた。
- 2) 積雪期においては積雪・融雪総合化モデルによってハイドログラフの再現を試み、気温のみに注目する方法や熱収支法による結果を示し、今後の問題点を指摘した。
- 3) 幽仙谷試験地では冬の積雪期間においても観測が可能であり、質が高く、精度の良い観測データが得られている。今後、観測を継続して行くことにより、積雪・融雪のメカニズムを解明するためのフィールドとして十分期待が持てる場所であることが示された。

謝 辞

本研究には、芦生演習林の多くの教職員の方々の協力を得ている。試験流域設定の際の場所の選定については演習林の安藤信講師に有効な助言を頂いた。また、砂防学研究室の小橋澄治教授には協力と助言を頂き、同研究室の学生・院生諸君には量水堰建設の折り協力頂いた。記して謝意を表す次第である。なお、本研究でのデータ処理並びに計算は京都大学大型計算機センターのシステムを利用した。

引 用 文 献

- 1) 福嶋義宏・鈴木雅一・谷誠・加藤博之・太田岳史 (1979) 芦生演習林内の2つの小流域における水文観測報告. 京大演報. 51. 152-163
- 2) 吉良竜夫 (1945) 東亜南方圏の新気候区分. 京都帝国大学農学部園芸学研究室. 1-22. 1945
- 3) ー (1949) 日本の森林帯. 林業解説シリーズ17. 日本林業技術協会. 36
- 4) 堤 利夫 (「天然林の生態」研究グループ) (1972) 京都大学芦生演習林における天然生林の植生について. 京大演報. 43. 33-52
- 5) 和田茂彦・川村 誠・神崎康一 (1991) 芦生演習林の林況について (II), 林相と林分構造. 京大演集. 22. 140-152
- 6) 鈴木雅一 (1985) 短期水収支法による森林流域からの蒸発散量推定. 日林誌. 67. 115-125
- 7) 鈴木雅一・福嶋義宏・窪田順平 (1987) 竜王山試験流域の水文観測報告. 京大演報. 59. 165-175
- 8) 福嶋義宏・鈴木雅一・友村光秀 (1981) 梁ヶ谷試験地の水文観測報告. 京大演報. 53. 131-143
- 9) 渡部一郎編 (1987) 農業環境実験法. サイエンスハウス. 265-270
- 10) 福嶋義宏・友村光秀・鈴木雅一・窪田順平 (1989) 暖候性古生層山地流域における降雨・降雪と流出 (I)ー無雪期の流出特性ー. 日林誌. 71 (5). 187-195
- 11) 福嶋義宏 (1987) 花崗岩山地における山腹植栽の流出に与える影響. 水利科学. 177. 17-34
- 12) 土木学会編 (1965) 水理公式集. 39-41
- 13) 福嶋義宏・友村光秀・鈴木雅一・窪田順平 (1989) 暖候性古生層山地流域における降雨・降雪と流出 (II)ー積雪期の流出特性ー. 日林誌. 71 (6). 215-222
- 14) 福嶋義宏・友村光秀・鈴木雅一 (1984) 琵琶湖北山山地における融雪量観測. 京大演報. 56. 121-127
- 15) 近藤純正・山崎 剛 (1987) 熱収支法による融雪量の予測. 雪氷. 49-4. 181-191

Résumé

Hydrological observations have been made in the Yusendani Experimental Watershed

situated on the source area of Yura River in Kyoto Prefecture, for understanding the meteorological and hydrological conditions of the University Forest in Ashiu. The Yusendani watershed is underlain by Mesozoic and Paleozoic Era formations is covered with natural forests of *Cryptomeria japonica*, *Fagus crenata* and *Quercus salicina*. The basin area of this watershed is 7.95 ha. The altitude of the watershed ranges 490 m - 740 m. This natural forest represents the lower parts of Ashiu.

The results are as follows,

1) It is possible to adapt the Hamon equation to presume the potential evapotranspiration, owing to the observations of temperature in Ashiu. The hourly data of rainfall and discharge during non-snow seasons from April to October of 1991 were used for determining the runoff constants on HYCYMODEL which is a synthetic runoff model. Using those runoff constants, characteristics of streamflow of this watershed are compared with those of another Mesozoic and Paleozoic Era formations watershed and the weathered granite watershed.

2) As the runoff constants already were determined from data in a non-snow season, the hydrograph of stream flow can be calculated by snowpack and snowmelt model in point of temperature or radiation. The points at issue about the snowpack and snowmelt mechanism are indicated.